

LA ZONACION ESTRUCTURAL DEL HERCINICO DEL PIRINEO CENTRAL EN EL ANTICLINORIO DE LA PALLARESA

I. Capellà * y J. Carreras **

RESUMEN

Los Pirineos son una cadena alpina con un basamento hercínico que aflora extensamente a lo largo de su Zona Axial. En el zócalo de dicha unidad se evidencia la deformación alpina, aunque su configuración estructural es predominantemente hercínica. Una de las características de la estructura hercínica es una zonación estructural en profundidad, clásicamente reconocida e interpretada en el Anticlinorio de la Pallaresa, en el sector central del Pirineo. Este anticlinorio es una unidad estructural compleja, cuya mitad sur pertenece a la supraestructura, mientras que su mitad norte corresponde mayoritariamente a una zona de transición entre la infraestructura y la supraestructura. Las rocas de la supraestructura presentan un *slaty cleavage* de elevado buzamiento como estructura principal. La configuración de la zona de transición resulta de una foliación tipo *slaty cleavage*, próxima a la estratificación, a la que superponen una o dos foliaciones de crenulación fuertemente inclinadas. El tránsito entre ambos dominios estructurales es gradual, y en él se observa que la foliación supraestructural deforma a la de carácter dominante en la infraestructura —la primera desarrollada en la zona de transición. El carácter gradual del límite norte de la zona de transición pone de manifiesto que el límite sur de la misma no es original. Este último se interpreta como una falla inversa vergente al sur, de posible edad alpina. Esta estructura posibilita un levantamiento relativo de los niveles de la zona de transición hasta contactar bruscamente con las rocas de la supraestructura, lo que da lugar a la asimetría del anticlinorio.

Palabras clave: *Hercínico, Pirineo Central, estilo estructural.*

ABSTRACT

The Pyrenees are an alpine chain with hercynian basement rocks that outcrop in a large area called the Axial Zone. These rocks have been involved in the alpine deformation events although their main structural features resulted from the Hercynian orogeny. A relevant characteristic of the Hercynian basement is a change in structural style in depth which has been commonly studied and interpreted in the Pallaresa Anticlinorium, in the Central Pyrenees. This anticlinorium is a complex hercynian structural unit whose southern part belongs to the suprastructure whereas the northern part corresponds mostly to a transition zone between the infrastructure and the suprastructure. Rocks of the suprastructure show a steeply dipping *slaty cleavage* as the dominant structure, which is overprinting folds and thrusts rarely going with pervasive deformation. The transition zone results from a *slaty cleavage*, very often close to the bedding, overprinted by one or two steep crenulation cleavages. A gradual boundary exists between both structural levels and it can be observed that the deformation developing *slaty cleavage* in the suprastructure grades to a crenulation foliation in the transition zone. The gradual character of that boundary, as seen in the northern end of the transition zone, suggests that the southern sharp boundary is not original. That boundary is interpreted as a northward dipping inverse fault, possibly with Alpine age. That fault causes a relative uplift of the rocks of the transition zone and gives this sharp boundary with the suprastructural levels. It provokes the asymmetry in the Pallaresa anticlinorium.

Key words: *Hercynian, Central Pyrenees, structural style.*

* Unitat de Geologia. Universitat de Girona. Pl. de l'Hospital, 6. 17071 Girona.

** Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona).

Introducción

En el Pirineo existe un zócalo hercínico que aflora mayoritariamente en la Zona Axial (fig. 1a). En esta área se reconocen estructuras hercínicas a las que se superponen los efectos de la tectónica alpina. Pese a que la orogenia Alpina comporta un acortamiento importante, calculado en unos 150 km por Muñoz (1992), la deformación alpina en el basamento es escasamente penetrativa. Se limita principalmente a su compartimentación mediante importantes fracturas, y a la consiguiente rotación y translación de los bloques (Muñoz y Santanach, 1987). Uno de los rasgos hercínicos que presenta dicho zócalo es una zonación estructural en profundidad, en la que De Sitter y Zwart (1960) diferenciaron en el Pirineo Central una infraestructura y una supraestructura. La distinción esencial entre ambos dominios estructurales radica en la disposición original de la foliación hercínica dominante y los pliegues asociados; subhorizontal o poco inclinada en la infraestructura, y moderadamente inclinada a subvertical en la supraestructura. Su límite tiene un carácter gradual o brusco en función de su situación en la serie. En el Anticlinorio de la Pallaresa aparece definido como un tránsito progresivo dentro de la secuencia psammítica-pelítica cambro-ordovícica (Oele, 1966). Esta transición gradual fue definida por el mismo autor como zona de transición. Más al oeste, en el Domo de la Garona, dicho límite es brusco pues coincide con la ampelitas del Silúrico, que debido a su plasticidad actúan como un nivel de despegue (Kleinsmiede, 1960; García-Sansegundo, 1991). A escala cartográfica, las rocas infraestructurales —micaesquistos y gneises— forman domos laxos de la foliación dominante alineados ESE-ONO, tales como los del Canigó-Carança, Aston y Hospitalet. Por su parte, la supraestructura corresponde a los niveles más someros, los cuales están conformados por amplios antiformes de materiales cambro-ordovícicos de bajo grado metamórfico (domos del Orri y de la Rabassa) y estrechas franjas de rocas devónicas con pliegues apretados (sinclinales de Llavorsí y Tor).

Las diferencias entre los estilos estructurales de los dominios metamórficos de grado medio y de bajo o muy bajo grado han sido reconocidas también por otros autores, pero se han interpretado de distinto modo. Para los autores quienes primero reconocieron dicha zonación (Zwart, 1963; Oele, 1966) y también para Soula (1982) y Soula *et al.* (1986), se trata de una única foliación que aparece con diferente disposición. Sin embargo, según el primer grupo de autores, la disposición de la foliación está en función del nivel estructural, mientras que los segundos la relacionan con la presencia de

domos metamórficos y plutónicos. Otros autores (Séguret y Proust, 1968a, b; Matte, 1969) reconocen la variación de estilo en profundidad, pero consideran que en primer lugar se desarrolló la foliación subhorizontal en todo el edificio tectónico, y que ésta fue plegada posteriormente y de modo selectivo dando lugar a la foliación vertical en los niveles superficiales. Existen otras opciones en las que también se consideran las foliaciones de ambos dominios estructurales como no coetáneas, asociadas por lo tanto a diferentes fases de deformación. Algunos autores (Verhoef *et al.*, 1984; Eeckhout, 1986; De Bresser *et al.*, 1987; Eeckhout y Zwart, 1988; Kriegsman *et al.*, 1989) sostienen que la foliación subhorizontal de las rocas metamórficas es posterior a la vertical de la supraestructura, mientras que otros determinan una relación temporal opuesta (Santanach, 1972; García-Sansegundo, 1991; Carreras y Capellà, 1994; Capellà, 1995). Las diferencias entre las opciones citadas no sólo reside en la cronología relativa, sino también en el significado de la foliación subhorizontal. Esta ha sido relacionada con una tectónica distensiva por los autores que la consideran posterior a la foliación vertical, interpretación que es contraria a la sostenida por el resto de autores, quienes la atribuyen a un régimen compresivo. Tales desacuerdos han conllevado a interpretaciones diferentes, a veces incluso contradictorias, de la evolución tectónica del Hercínico Pirenaico. Carreras y Capellà (1994) presentan una revisión de las diferentes hipótesis existentes y una nueva interpretación, que es discutida en Aerden (1995) y Carreras y Capellà (1995).

De los desacuerdos mencionados, las relaciones temporales entre la infraestructura y la supraestructura tienen una especial trascendencia, pues han contribuido a modo decisivo a la elaboración de historias de la deformación opuestas. Para determinar la temporalidad entre estos dos dominios estructurales es preciso analizar sus relaciones con la zona de transición, ya que en dicha zona coexisten las estructuras de deformación de ambos. Con dicho fin, en el presente trabajo se estudian las relaciones entre la supraestructura y zona de transición en el Anticlinorio de la Pallaresa, en donde éstas aparecen bien expuestas. En esta unidad estructural se han realizado dos cortes geológicos que atraviesan diferentes niveles estructurales (fig. 1b) para observar cómo evolucionan en el espacio las deformaciones; las que caracterizan a la supraestructura hacia la zona de transición, y los elementos estructurales propios de la infraestructura, también presentes en la zona de transición, hacia la supraestructura. Este seguimiento ha permitido conocer la sucesión de las deformaciones y, por consiguiente, las relaciones temporales entre los dos dominios estructurales.

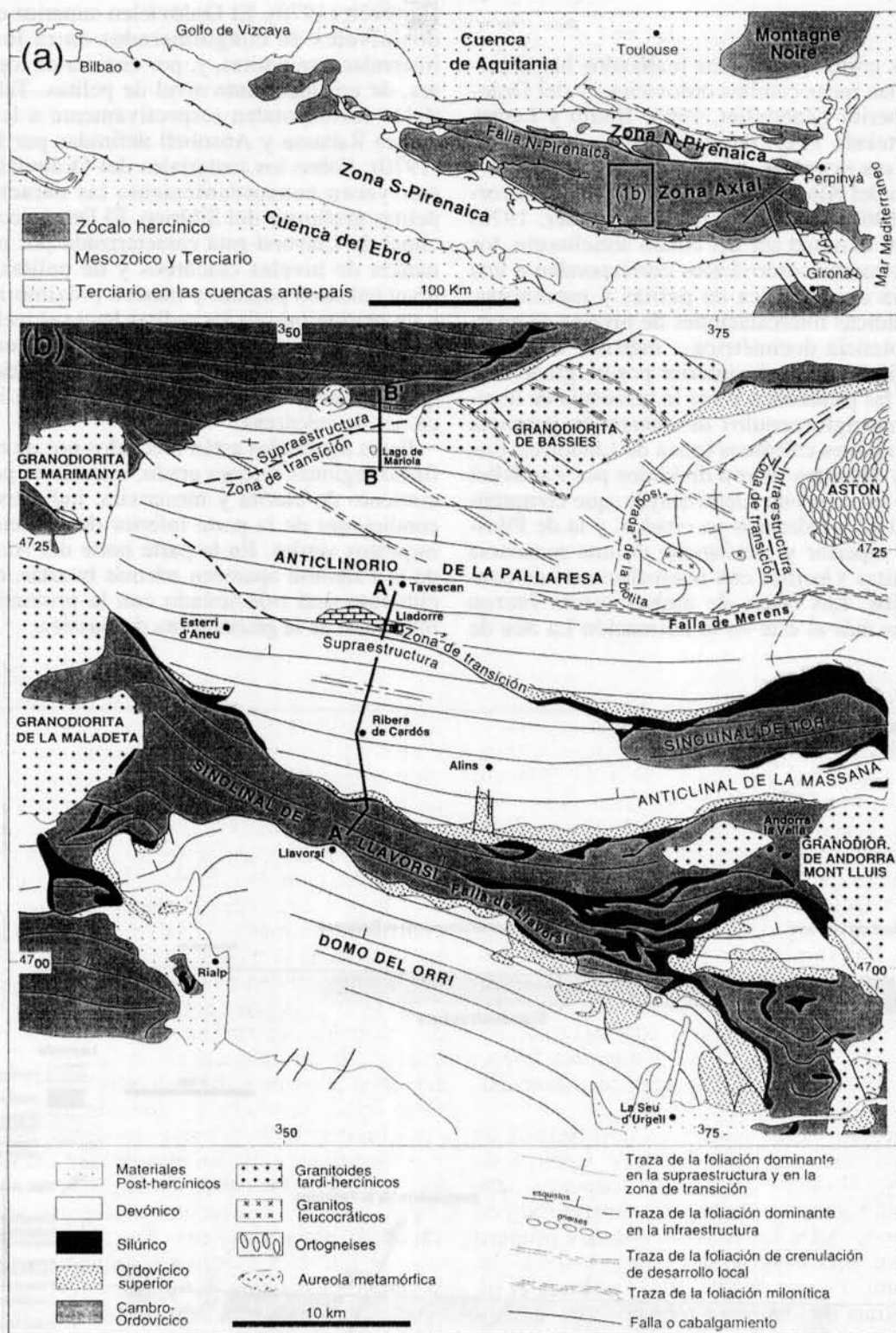


Fig. 1.—Unidades estructurales de los Pirineos (a) —adaptado de Choukroune y Séguret (1973)— y situación del Anticlinorio de la Pallaresa y de los cortes realizados (AA'-fig. 2, BB'-fig. 6) en dicha unidad estructural en el contexto del sector central de la Zona Axial (b), modificado de Losantos *et al.* (1989).

Litología

Los dos cortes geológicos realizados han intersectado a las rocas cambro-ordovícicas y del Ordovícico superior (Zandvliet, 1960; Bodin y Ledru, 1986; Hartevelt, 1979) del Anticlinorio de la Pallaresa y, en sus extremos, a los materiales Silúricos y Devónicos del Alto Salat y del Sinclinal de Llavorsí (Mey, 1967; Arché, 1971; Buchroithner, 1976) (fig. 1). En la mitad sur del citado anticlinorio, los materiales cambro-ordovícicos corresponden a una alternancia centimétrica de pelitas y psammitas, con esporádicas intercalaciones de niveles de cuarcita de potencia decimétrica a métrica. La mitad norte se diferencia de la anterior por un grano más grueso de las psammitas y por la presencia de niveles de micronglomerados de cuarzo de potencia métrica y niveles calcáreos (zona de Lladorre). Los materiales descritos fueron divididos por Zandvliet (1960) en las series de Lleret-Bayau, que comprende a los niveles calcáreos ya citados, y la de Pilas-Estats, la superior y consistente en una secuencia de psammitas y pelitas con intercalaciones de conglomerados. Las rocas de ambas series fueron englobadas más al este en la Formación La Seu de

Hartevelt (1970). El Ordovícico superior consta de dos niveles de conglomerados entre los que se intercalan psammitas, y, por encima de los anteriores, de un importante nivel de pelitas. Tales materiales corresponden respectivamente a las formaciones Rabassa y Ansobell definidas por Hartevelt (1970). Sobre los materiales del Ordovícico superior yacen concordantemente las características pelitas grafitosas del Silúrico. El Devónico del Sinclinal de Llavorsí está caracterizado por una alternancia de niveles calcáreos y de pelitas, con un nivel calcáreo potente y masivo próximo a la base, y un predominio de las pelitas hacia el techo. En el Alto Salat, los materiales devónicos intersectados corresponden a niveles calcáreo-dolomíticos a los que se superponen pelitas negruzcas con intercalaciones de calcáreas.

Estos materiales están afectados por un metamorfismo regional de bajo grado, manifiesto por el crecimiento de clorita y moscovita, indicativo de las condiciones de la parte inferior de la facies de los esquistos verdes. En la parte norte del Anticlinorio de la Pallaresa aparecen además biotitas, cuyo crecimiento está relacionado con la proximidad a la intrusión de la granodiorita de Bassiés.

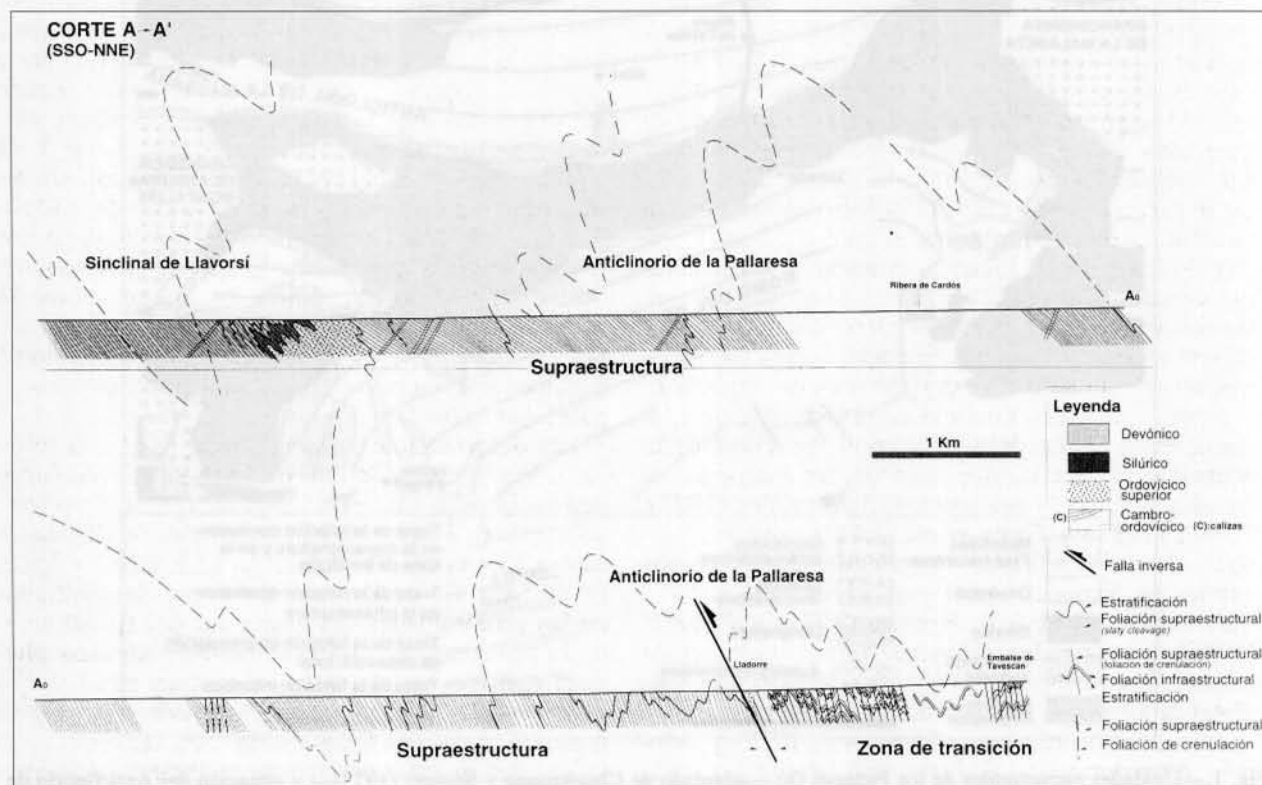


Fig. 2.—Corte geológico de la parte sur del Anticlinorio de la Pallaresa. La localización del corte aparece indicada en la figura 1.

Estructura

Pese a su clásico nombre, el Anticlinorio de la Pallaresa es una unidad estructural compleja y asimétrica en la que son diferenciables dos dominios que, a grandes rasgos, corresponden a sus mitades sur y norte. El dominio meridional corresponde a la supraestructura y se caracteriza por la presencia de una foliación moderadamente inclinada. El Sinclinal de Llavorsí y el Domo del Orri, más al sur, forman parte también de la supraestructura. El dominio norte equivale en su mayor parte a la zona transición, donde aparecen desarrolladas un mínimo de dos foliaciones, y en la franja más septentrional del mismo vuelve a aparecer la supraestructura. La división estructural del anticlinorio en dos mitades es aproximadamente equivalente a la de Losantos (1988) en una unidad meridional y otra septentrional.

Supraestructura

Este dominio estructural se extiende al sur de la población de Lladorre (fig. 2). Su rasgo estructural más importante es una foliación con carácter dominante, de dirección ESE-ONO y buzando fuerte a moderadamente al norte (fig. 3). Esta fábrica corresponde al plano axial de pliegues de la estratificación de dimensiones milimétricas a cartográficas. Se trata de pliegues asimétricos, cerrados a apretados en los materiales cambro-ordovícicos y apretados a isoclinales los de las rocas devónicas. Los ejes de los pliegues menores y las lineaciones de intersección estratificación/foliación presentan una ligera dispersión sobre el plano de foliación (fig. 3). Este hecho indica la existencia de estructuras anteriores al desarrollo de la foliación, ya que las deformaciones posteriores, descritas más adelante, son escasas y locales. Diversos autores han reconocido e intentado caracterizar a estas estructuras precoces, presentes también en el Sinclinal de Llavorsí, en el Domo del Orri y en el Anticlinal de la Massana, aunque no hay acuerdo, sin embargo, en sus dimensiones y orientación. Speksnijder (1987), Poblet (1987) y Cirés *et al.* (1990) coinciden en considerar dos sistemas de pliegues cuyos planos axiales se disponen aproximadamente N-S y E-O. Para Hartevelt (1970), Bourke (1979) y Capellà (1988) corresponden a los antiformes y sinformes kilométricos, tales como el Domo del Orri y el Sinclinal de Llavorsí. En el límite norte del anticlinorio se han descrito pliegues (Déramond, 1971) y, además, estructuras de cabalgamiento (Bodin y Ledru, 1986) de dicha edad. El carácter lineal del presente análisis ha impedido caracterizar tales estructuras.

La foliación dominante en las pelitas del Paleozoico superior corresponde a un *slaty cleavage* (fig. 4a), mientras que en los materiales cambro-ordovícicos esta morfología alterna con la de una foliación de crenulación. Esta última aparece desarrollada en algunos niveles pelíticos, en los que deforma a una laminación paralela a la estratificación definida irregularmente por agregados de clorita-moscovita. No se ha observado ninguna estructura de deformación a la que dicha laminación esté asociada. Este hecho ha comportado a que algunos autores la atribuyan a procesos sedimentarios-dia-genéticos (Zwart, 1979; Speksnijder, 1986; Bons, 1988).

Los elipsoides de deformación, calculados aplicando las versiones algebraica de Matthews *et al.* (1974) y geométrica de Lisle (1977) de la técnica Rf/Φ en conglomerados y areniscas muy gruesas, indican que la deformación en este sector supraestructural corresponde a un aplastamiento aparente (fig. 5a), con un valor medio de $k = 0,31$ (Capellà, 1991). Las relaciones axiales principales R_{xy} y R_{yz} promedian 1,37 y 2,19, respectivamente. La disposición de los ejes principales de deformación se ha determinado a través de las lineaciones de estiramiento, definidas en los planos de foliación por la forma elongada de los agregados de limonita y las colas de presión en torno a éstos, y en base a los propios cálculos de la deformación. La máxima extensión aparece buzando moderadamente al norte (fig. 3), y forma por consiguiente un *pitch* elevado respecto a los ejes horizontales de los pliegues asociados a la foliación dominante. El que el eje X de algunos elipsoides se aparte de la dirección citada, se atribuye a diferencias en el contraste de viscosidad marcador/matriz junto con la influencia de una fábrica original que el bajo grado de deformación no habría podido transponer totalmente, como lo indican también más al norte Corstanje *et al.* (1989). Tales razones conllevan a interpretar como mínimos los valores de las relaciones axiales principales determinadas.

Las deformaciones que se superponen a la foliación dominante tienen un carácter local y no influyen en la estructura ya configurada. Se trata principalmente de bandas de kink normales de dimensiones centimétricas, de dirección ESE-ONO y buzamiento sur. Se hallan especialmente desarrolladas en las proximidades del límite sur del Anticlinorio de la Pallaresa. Se observan también algunos pliegues métricos de charnelas angulosas con los ejes dirigidos E-O. Su plano axial es subvertical y se materializa por una foliación de crenulación.

La edad de estas estructuras es incierta, pudiendo alguna de ellas estar relacionada con la deformación alpina, como lo sugiere Poblet (1991) para las ban-

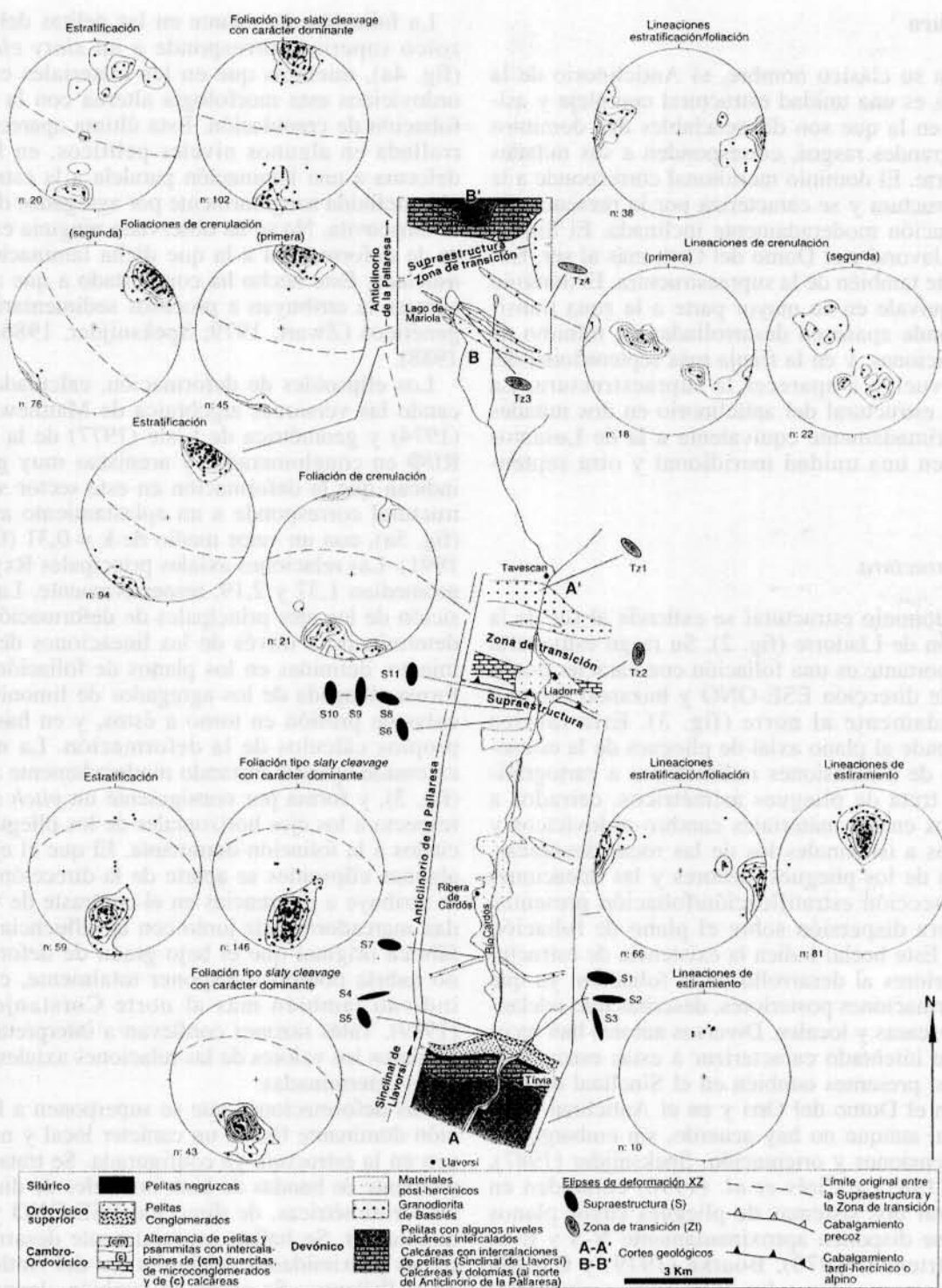


Fig. 3.—Disposición de los elementos estructurales de la supraestructura (foliación tipo *slaty cleavage*, estratificación, lineaciones de intersección, lineaciones de estiramiento) y de la zona de transición (foliaciones de crenulación, estratificación y lineaciones de crenulación) a lo largo de los cortes AA' y BB'. Aparecen también representadas y orientadas las secciones elípticas XZ de los elipsoides de deformación construidos a partir de muestras de rocas detríticas. Los contornos de densidad en los estereogramas (proyección equiareal del hemisferio inferior) corresponden al 2% y a sucesivos intervalos del 4% (2, 6, 10%). La ciclográfica en línea discontinua representa la disposición media del elemento planar proyectado. n: número de medidas en la proyección. El esquema geológico representado se ha modificado de Zandvliet (1960).

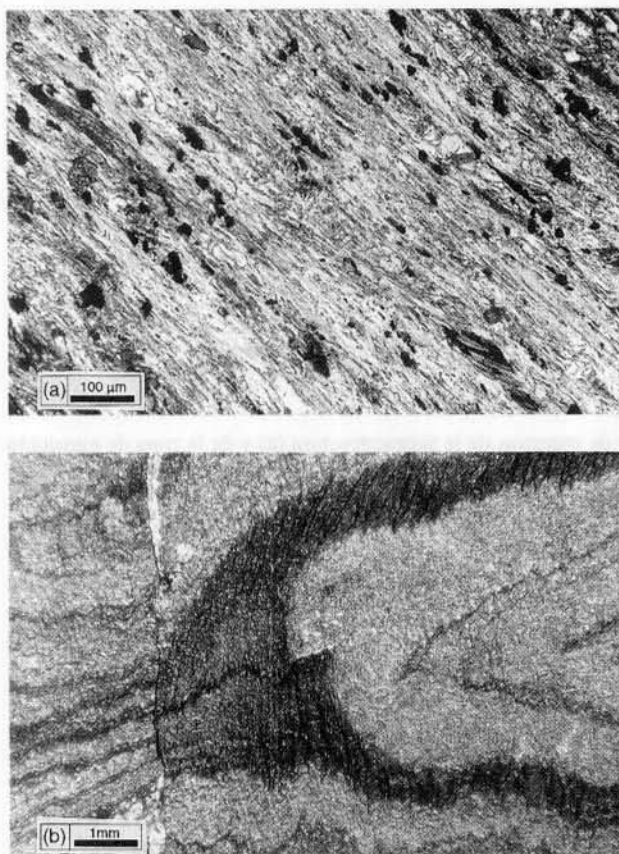


Fig. 4.—(a) *Slaty cleavage* en un nivel pelítico del sector de Ribera de Cardós (fig. 1), en la parte sur del Anticlinorio de la Pallaresa. Corresponde a la morfología más común de la foliación dominante en las rocas de la supraestructura. (b) Pliegue de la estratificación asociado al desarrollo de la primera foliación en la zona de transición, en las proximidades de la población de Tavescan (fig. 1). Ambos elementos planares, estratificación y foliación, aparecen afectados por una segunda deformación que da lugar a una foliación de crenulación en los niveles pelíticos.

das de kink. Más al sur del corte realizado, la foliación está intersectada por cabalgamientos de dirección ESE-ONO inclinados al norte, asociados a los cuales se han desarrollado zonas de cizalla que indican un movimiento inverso. Son estructuras hercínicas pues al oeste aparecen cortadas por la granodiorita tardi-hercínica de la Maladeta (Casas *et al.*, 1989). Por su continuidad, destaca entre tales estructuras la Falla de Llavorsí, que constituye el límite entre el Sinclinal de dicho nombre y el Domo del Orri (fig. 1). En el corte geológico del Pirineo Central (Berástegui *et al.*, 1993) se ha trazado también el límite entre el Sinclinal Llavorsí y el Anticlinorio de la Pallaresa como un cabalgamiento de las características citadas, si bien las observaciones de campo en el sector analizado muestran claramente que no existe ninguna omisión estratigráfica, por lo que se descarta la existencia de una yuxtaposi-

ción tectónica de unidades estructurales diferenciadas.

Zona de transición

Se coincide con Oele (1966) en considerar como dicha zona donde tiene lugar un cambio gradual entre los estilos estructurales de las rocas metamórficas y de las de bajo grado o muy bajo, pero se difiere de este autor en cómo ésta se configuró.

En este trabajo se analiza la parte superior de la zona de transición, geográficamente extendida al norte de la población de Lladorre, hasta las proximidades del límite norte del Anticlinorio de la Pallaresa (fig. 1). La estructura dominante corresponde principalmente a una o dos foliaciones de crenulación, cuyos planos mantienen una disposición subvertical (figs. 2 y 6). Estas foliaciones están asociadas a pliegues asimétricos de la estratificación apretados a isoclinales y de dimensiones milimétricas a métricas. El desarrollo de tales pliegues da lugar también a la crenulación de un *slaty cleavage*. Esta foliación representa la primera deformación habida en estos niveles, y aunque con frecuencia se dispone paralela a la estratificación, se observa también asociada a pliegues de la estratificación milimétricos a centimétricos (fig. 4b). Al oeste de la zona analizada, la dirección de estos primeros pliegues es NE-SO (Losantos *et al.*, 1986).

Las foliaciones de crenulación no se hallan extensamente desarrolladas; en algunos sectores aparece sólo una, y en otros hay dos superpuestas. Ambas buzanan fuertemente, siendo la dirección aproximada de la primera ESE-ONO, mientras que la de la segunda oscila entre SE-NO y SSE-NNO (fig. 3). Los ejes de los pliegues y lineaciones relacionadas con estas foliaciones aparecen dispersos por efecto de la existencia de pliegues previos, aunque predomina un buzamiento moderado a acusado (fig. 3), especialmente para los relacionados con la segunda crenulación. Tal distribución en los ejes sugiere que la superposición de deformaciones ha dado lugar a un incremento progresivo del buzamiento de los elementos estructurales planares, explicándose así la mayor inclinación de los ejes de los últimos pliegues.

Los valores obtenidos en el cálculo de la deformación finita global para este sector de la zona de transición ($R_{xy} = 1,36$, $R_{yz} = 1,84$) corresponden al de un elipsoide del campo de aplastamiento aparente (fig. 5b) con $k = 0,44$ (Capellà, 1991). Los elipsoides se han construido a partir de muestras de conglomerados con cantos de cuarzo de tamaño variable entre 2 y 10 mm. Estos elipsoides contrastan notablemente con los obtenidos por Corstanje *et*

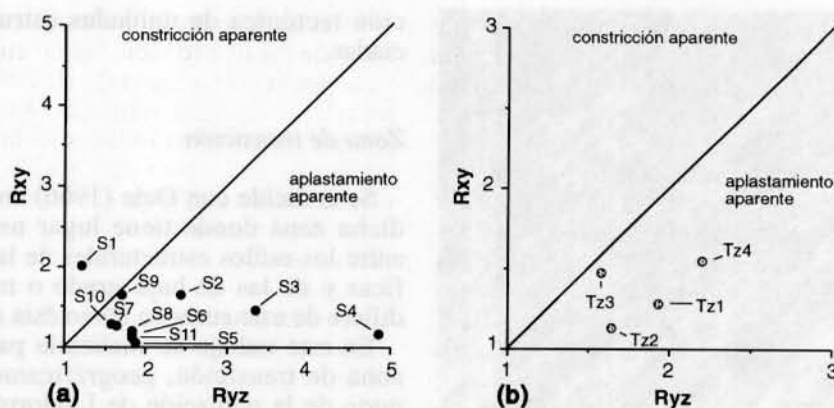


Fig. 5.—Diagramas de Flinn de los elipsoides determinados a partir de muestras de la supraestructura (a) y de la zona de transición (b). La localización de las muestras está indicada en la figura 3.

al. (1989), cuyo valor medio de k es 3,43. Existe además una divergencia entre ambos análisis respecto a la orientación del eje principal X; mayoritariamente buzando entre ONO y N en base a los cálculos de Capella (1991), y al NE según Corstanje *et al.* (1989). Las diferencias entre ambas orientaciones pueden derivar del hecho que los últimos autores han corregido la orientación de las muestras para hacer comparables los resultados de todas ellas; rotándolas hasta obtener una orientación 10/70 para el plano de foliación, y 280/15 para los ejes de los pliegues. Sin embargo, en este estudio se considera que la dispersión de los ejes de los pliegues es esencialmente original, y resulta de la superposición de deformaciones.

El metamorfismo regional durante el desarrollo de la primera foliación está confinado, al igual que en la supraestructura, a la zona de la clorita-moscovita. Se observan también porfiroblastos de biotita,

algunos englobando la citada fábrica y deformados en la crenulación de ésta, y otros que sobrecrecen a las crenulaciones. Esta blástesis de biotitas, limitada aproximadamente a la mitad norte del Anticlinorio de la Pallaresa, se la considera relacionada con la granodiorita de Bassiés, cuya intrusión debe ser en gran parte sincinemática con la crenulación del *slaty cleavage* (Gleizes y Bouchez, 1991).

Relaciones espaciales y temporales entre la supraestructura y la zona de transición

El límite sur de la zona de transición puede trazarse con precisión, debido a que corresponde a un paso brusco a la supraestructura (fig. 2). En unas pocas decenas de metros, se pasa de un *slaty cleavage* buzando fuertemente al norte como estructura dominante, a una zona compleja donde se superpo-



Fig. 6.—Corte geológico de la parte norte del Anticlinorio de la Pallaresa, en el que el paso entre la zona de transición y la supraestructura tiene lugar sin discontinuidad alguna. El paso entre estos niveles estructurales corresponde al frente superior de la foliación infraestructural (sector del Pico de Montarenyo). La foliación de crenulación trazada en la figura corresponde a una fábrica compuesta de dos foliaciones, cuyas disposiciones difieren sólo ligeramente, tal como se observa en las proyecciones de tales elementos en la figura 3. La localización del corte aparece en la figura 1.

nen dos y tres deformaciones penetrativas. Dicho límite supone la desaparición brusca, al sur del mismo, de la foliación infraestructural, la primera desarrollada en la zona de transición. Además de su carácter estructural, se trata a su vez de un límite litológico, marcado por una facies detrítica más gruesa al norte del mismo. Por otro lado, sólo al norte de este límite se observan los porfiroblastos de biotita crecidos en relación a la intrusión de la granodiorita de Bassiés. Estas diferencias indican que se trata de un límite no original, posiblemente una falla, pues de otro modo debería apreciarse una variación relativamente gradual de la estructura entre ambos dominios, tal como se observa en el límite norte. Pese a tal discontinuidad, el que a lo largo del corte se pueda seguir una foliación con una orientación relativamente constante, se trate de un *slaty cleavage* o de una crenulación, permite considerar como equivalentes las foliaciones de la supraestructura y la primera de crenulación en la zona de transición.

En las proximidades del límite norte del Anticlinorio de la Pallaresa el tránsito entre ambos dominios tiene lugar sin que produzcan cambios en la litología ni en el grado metamórfico, lo que denota el carácter no original del límite sur. Aquí (fig. 6), la foliación supraestructural mantiene su disposición y carácter dominante en los niveles superiores

de la zona de transición, donde corresponde a la primera de las dos foliaciones de crenulación observadas. Ambas crenulaciones deforman a una primera foliación extendida en toda la zona de transición, aunque en las proximidades de la supraestructura su desarrollo es discontinuo, y sólo muy local en este último dominio. Se puede así definir la existencia de un frente superior de esta primera fábrica, considerada ser la foliación infraestructural, en base al cual se describe el paso entre la zona de transición y la supraestructura. Hay hechos que sugieren una correlación entre la foliación infraestructural y los pliegues precoces de la supraestructura, ambas estructuras anteriores a la foliación del dominio superior. Lo indica la oblicuidad entre las direcciones de la estratificación y de la foliación supraestructural, presente tanto en la zona de transición como en los niveles superiores (fig. 3). Dicha relación se atribuye a un sistema de pliegues moderadamente inclinados, extendido en ambos dominios estructurales, cuyo plano axial difiere en orientación de la de los pliegues posteriores. En la zona de transición los primeros pliegues están asociados al desarrollo de una foliación de plano axial. La deformación posterior a estas primeras estructuras da lugar a una foliación de crenulación en la zona de transición y a un *slaty cleavage* en la supraestructura. La segunda crenulación observada en algunas

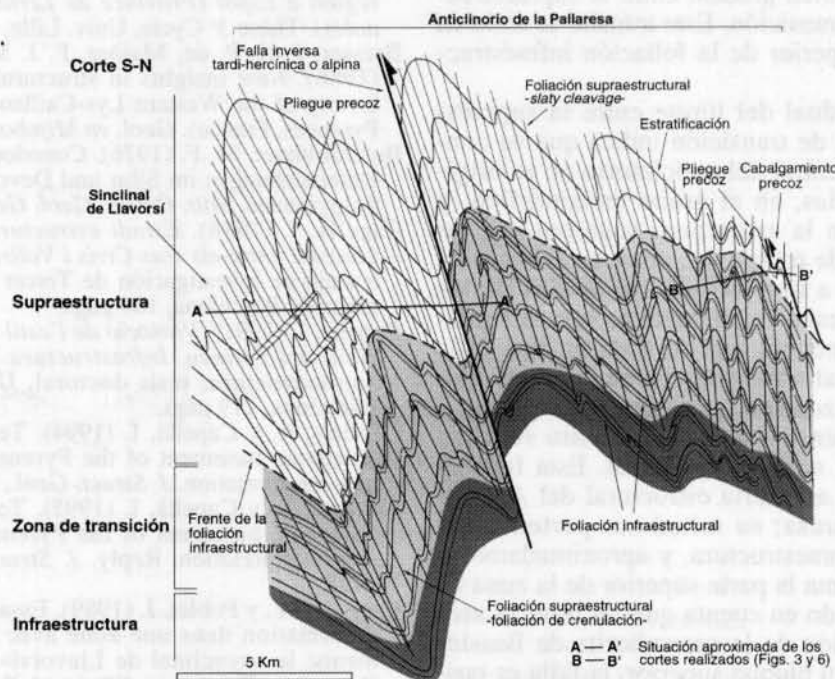


Fig. 7.—Esquema interpretativo de la zonación estructural en el Anticlinorio de la Pallaresa. Una falla inversa tardi-hercínica o alpina da lugar a un levantamiento relativo de la parte norte del Anticlinorio de la Pallaresa, y al consiguiente contacto brusco entre los niveles supraestructurales y de la zona de transición intersectado en el corte AA'. En la parte norte del anticlinorio el tránsito entre estos mismos niveles es original y presenta un carácter gradual (corte BB').

rocas de la zona de transición parece limitada en gran parte a dicho dominio, y sólo se observan algunas bandas de crenulación de la foliación supraestructural con las que podría correlacionarse (entre Ribera de Cardós y Lladorre; fig. 1b).

Conclusiones

Las relaciones entre la supraestructura y la zona de transición en el Anticlinorio de la Pallaresa ponen de manifiesto que la foliación infraestructural precede a la dominante en la supraestructura. Existen pues dos foliaciones diferentes con carácter dominante en distintos dominios estructurales. Cada una de éstas resulta de una deformación cuya intensidad y manifestación varían en profundidad. Así, la foliación de la infraestructura parece estar relacionada con un sistema de pliegues cuyo desarrollo en la supraestructura no está asociado por lo general a una deformación penetrativa. Por otro lado, la de la supraestructura corresponde a un *slaty cleavage*, mientras que en la zona de transición se trata de una foliación de crenulación, pues aquí los pliegues asociados a la misma deforman la foliación infraestructural. La superposición de estas dos deformaciones da lugar en el Anticlinorio de la Pallaresa a una variación vertical del estilo estructural que se define por el límite más bien gradual entre la supraestructura y la zona de transición. Este tránsito se sitúa en torno al frente superior de la foliación infraestructural.

El carácter gradual del límite entre la supraestructura y la zona de transición indica que su contacto en la zona central del anticlinorio no es original. Las diferencias, en el grado metamórfico, y principalmente en la estructura, sugieren que las rocas de la zona de transición, al norte del contacto, correspondan a niveles más profundos de los que inicialmente estaban en contacto con la supraestructura. Es probable que se trate de una falla inversa inclinada al norte (fig. 7), en la que el bloque superior —la zona de transición— habría sufrido un levantamiento y desplazamiento relativo hacia el sur hasta su posición actual. Esta falla es responsable de la asimetría estructural del Anticlinorio de la Pallaresa; su mitad sur pertenece al dominio de la supraestructura, y aproximadamente la mitad norte forma la parte superior de la zona de transición. Teniendo en cuenta que las biotitas asociadas a la intrusión de la granodiorita de Bassiés aparecen sólo en el bloque superior, la falla es posterior al emplazamiento de este plutón y por tanto tardi-hercínica, o, alpina, como lo sugiere Losantos (1988). En cuanto al límite entre el Anticlinorio de la Pallaresa y el Sinclinal de Llavorsí, la continui-

dad estratigráfica y estructural observadas entre ambas unidades excluye que se trate de un cabalgamiento o falla inversa.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se ha realizado con la ayuda de una beca FPI del Ministerio de Educación y Ciencia, forma parte del proyecto de investigación PB-88-0240 de la DGICYT y ha sido desarrollado en el marco del proyecto PB-910472. Asimismo, agradecemos los comentarios y sugerencias realizadas por Carlos Martín Escorza en la revisión de este trabajo.

Referencias

- Aerden, D. G. A. M. (1995). Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees—a review and a new interpretation: Discussion. *J. Struct. Geol.*, 17: 1492-1493.
- Berástegui, X., Losantos, M., Muñoz, J. A., y Puigdefàbregas, C. (1993). *Tall Geològic del Pirineu Central*, Servei Geològic de Catalunya.
- Bodin, J., y Ledru, P. (1986). Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétérope dans les Pyrénées ariégeoises. *CR Acad. Sc. Paris*, 302: 969-974.
- Bons, A. J. (1988). *Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees*, Geol. Ultraiectina, 56, 173 págs.
- Bourke, D. (1979). *Etude géologique de la termination orientale du Massif de la Maladeta et de ses abords, region d'Espot (Province de Lerida, Pyrénées espagnoles)*, Thèse 3^e Cycle, Univ. Lille, 69 págs.
- Bresser, J. H. P. de, Majoor, F. J. M., y Ploegsma, M. (1986). New insights in structural and metamorphic history of the Western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geol. en Mijnbouw*, 65: 177-187.
- Butchroithner, M. F. (1976). Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Silur und Devon der Ost-und Zentralpyrenäen. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 69: 247-266.
- Capellà, I. (1988). *Estudi estructural del Sinclinal de Llavorsí entre els rius Civís i Valira (Andorra-Lleida)*, trabajo de investigación de Tercer Ciclo, Univ. Autònoma de Barcelona, 104 págs.
- Capellà, I. (1991). *Variació de l'estil estructural a l'Hercinià del Pirineu. Infraestructura-Zona de transició-Supraestructura*, tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 279 págs.
- Carreras, J., y Capellà, I. (1994). Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Struct. Geol.*, 16: 1509-1524.
- Carreras, J., y Capellà, I. (1995). Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees—a review and a new interpretation. Reply. *J. Struct. Geol.*, 17: 1493-1495.
- Casas, J. M., y Poblet, J. (1989). Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le «synclinal de Llavorsí» dans les Pyrénées Centrales (Espagne). *CR Acad. Sc. Paris*, 308: 427-433.
- Cirés, J., Alias, G., Poblet, J., y Casas, J. M. (1990). La estructura del Anticlinical de la Massana (Hercínico del Pirineo Central). *Geogaceta*, 8: 42-44.

- Corstanje, R., Klepper, Ch., Rutgers, B., Van Den Wal, I., y Eeckhout, B. v. d. (1989). Quantification of finite strain in the Pyrenean Slate Belt; a first assesment using Rf/ Φ method. *Geol. en Mijnbouw*, 68: 313-321.
- Chourkroune, P., y Séguret, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees, role of the gravity and compression. En: K. H. de Jong y R. Scholten (eds.), *Gravity and Tectonics*, Wiley, Nueva York, 141-256.
- Déramond, J. (1971). Plis couchés dans la Zone axiale des Pyrénées ariégeoises (Haut Salat). *CR Acad. Sci. Paris*, 272: 693-696.
- Eeckhout, B. v. d. (1986). *A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorre, France)*, Geologica Ultraiectina, Utrecht, 45, 193 págs.
- García-López, S., García-Sansegundo, J., y Arbizu, M. (1990). Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona Axial, Pirineos Centrales españoles). *Geogaceta*, 7: 33-35.
- García-Sansegundo, J. (1991). *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*, tesis doctoral, Univ. Oviedo, 339 págs.
- Gleizes, G., y Bouchez, J. L. (1991). Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises): zonation, structure et mise en place. *CR Acad. Sci. Paris*, 312: 755-762.
- Hartvelt, J. J. A. (1970). Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45: 167-236.
- Kriegsman, L. M., Aerden, D. G. A. M., Bakker, R. J., Den Brok, S. W. J., y Schutjens, P. M. T. M. (1989). Variscan tectonometamorphic evolution of the Eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees- evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geol. en Mijnbouw*, 68: 323-333.
- Lisle, R. J. (1977). Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits. Wales. *Tectonophysics*, 39: 381-395.
- Losantos, M. (1988). Structure of the Pallaresa Dome (Central Pyrenees). En: *Abst. Symposium on the Geology of Pyrenees and Betics*, Barcelona, 47.
- Losantos, M., Palau, J., y Sanz, J. (1986). Considerations about hercynian thrusting in the Marimanya massif (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129: 71-79.
- Losantos, M., Aragonès, E., Berástegui, X., y Puigdefàbregas, C. (1989). *Síntesis cartográfica. Mapa Geológico de Cataluña*, E: 1:250.000, Servei Geològic de Catalunya.
- Matte, Ph. (1969). Le probleme du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *CR Acad. Sci. Paris*, 268: 1841-1844.
- Matthews, P. E., Bond, R. A. B., y Van den Berg, J. J. (1974). An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. *Tectonophysics*, 24: 31-67.
- Mey, P. H. W. (1967). The Geology of the Upper Ribagorçana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 153-220.
- Moret, J. F., y Weyant, M. (1986). Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala-Alta, équivalents occidentaux de la «série de Salau» (zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales. *CR Acad. Sci. Paris*, 302: 353-356.
- Muñoz, J. A. (1992). Ecors-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. En: McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, 235-246.
- Muñoz, J. A., y Santanach, P. (1987). Alpine structure and pre-alpine geology in the Pyrenean axial zone. *Newsletter*, 7: 215-218.
- Oele, J. A. (1966). The structural history of the Vall Ferrera Area, the transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 38: 129-164.
- Poblet, J. (1987). *Estudi geològic del sector central del Sinclinal de Llavorsí (Pirineu Central)*, tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona, 163 págs.
- Poblet, J. (1991). *Estructura Herciniana i Alpina del versant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*, tesis doctoral, Univ. Barcelona, 604 págs.
- Pouget, P. (1991). Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost Dome (French-Spanish Central Pyrenees). *J. Geol. Soc. London*, 148: 299-314.
- Séguret, M., y Proust, F. (1968a). Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *CR Acad. Sci. Paris*, 266: 317-320.
- Séguret, M., y Proust, F. (1968b). Tectonique hercynienne des Pyrénées Centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *CR Acad. Sci. Paris*, 266: 984-987.
- Soula, J. C. (1982). Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 3: 313-342.
- Soula, J. C., Debat, P., Déramond, J., y Pouget, P. (1986). A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 115-147.
- Speksnijder, A. (1986). *Geological analysis of Paleozoic large-scale faulting in the south-central Pyrenees*, Geologica Ultraiectina, 43, 211 págs.
- Verhoef, P. N. W., Vissers, R. L. M., y Zwart, H. J. (1984). A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Central Pyrenees, France). *Geol. en Mijnbouw*, 63: 399-410.
- Zandveliet, J. (1960). The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 25: 1-127.
- Zwart, H. J. (1963). The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau*, 53: 170-205.
- Zwart, H. J. (1979). *The Geology of the Central Pyrenees*, Leidse Meded., 50, 74 págs.

Recibido el 13 de febrero de 1996
Aceptado el 28 de abril de 1996